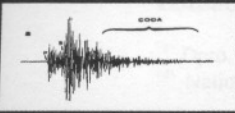


# Distribución del factor de calidad $Q_c$ en Grecia

## Quality factor, $Q_c$ , distribution in Greece

M. Herráiz<sup>1</sup>, A.C. Pérez<sup>1</sup>, I. Baskoutas<sup>2</sup>, J.V. Cantavella<sup>1</sup>, I. Kalogeras<sup>2</sup>, D. Vadillo<sup>1</sup>, G. Panopoulou<sup>2</sup>, L. Lozano<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, mherrai@fis.ucm.es  
<sup>2</sup> National Observatory of Athens, P.O. Box 20048 118 10 Athens i.basko@egeelados.gein.noa.gr



**SUMMARY**  
 Coda decay rates of 538 vertical components corresponding to local earthquakes occurred in Greece in 1998 and 1999 are used to deduce the coda quality factor ( $Q_c$ ) characteristics in the Hellenic area. The seismograms have been selected from a broader sample of 776 records obtained at 8 stations of the National Seismographic Network operated by the Institute of Geodynamics of the National Observatory of Athens. Earthquake magnitudes range from 2.5 to 4.0; epicentral distances and depths are smaller than 100 km and 40 km, respectively. Using the Single Back Scattering model, the dependence of  $Q_c$  on frequencies between 1 and 10 Hz has been investigated at each station and the usual  $Q_c \sim \omega^{-1}$  relationships have been deduced. The spatial distribution of  $Q_c$  has been drawn using waves that sample approximately equivalent ellipsoidal volumes with semimajor axis up to 100 km. The corresponding map shows a decreasing trend in S-N direction.

### INTRODUCCIÓN

A pesar de sus limitaciones teóricas, el análisis de ondas de coda se ha consolidado como un método eficaz para evaluar el factor de calidad sísmica de una zona.

Sin embargo, la influencia que algunos parámetros, (longitud de la ventana, selección del inicio de la coda, etc.) ejercen sobre los resultados obliga a utilizar procedimientos bien definidos y a ser cautelosos si se desea comparar valores obtenidos por diferentes autores. En este estudio se ha elegido el modelo Single Back-Scattering por ser el más utilizado (lo que facilita la comparación con otros estudios realizados en zonas concretas) y porque a pesar de su sencillez se ha demostrado que proporciona resultados satisfactorios.

El análisis se llevó a cabo utilizando 538 señales de sismos locales ocurridos en 1998 y 1999, registrados en 8 estaciones de la Red Sísmica Nacional de Grecia (Pérez, 2000) y procesadas utilizando programas adaptados de Ugalde et al. (1997).

### MARCO SISMOTECTÓNICO

La zona de estudio es la que tiene más actividad sísmica del área mediterránea y posee una de las estructuras tectónicas más complejas (Figura 1).

Basicamente en una zona de convergencia en dirección NS de las placas de Eurasia y África bajo la forma de subducción en la parte Sur del Mar Egeo y de colisión continental en la zona Oeste (límite de las placas de Eurasia y Apulia). Esta situación se complica con la influencia de la placa de Arabia que moviéndose hacia el N empuja a la de Anatolia hacia el Oeste. La presión ejercida de esta manera sobre Grecia provoca deformaciones y fracturas de características muy variadas. La zona de subducción produce un Arco Volcánico con 3 centros activos (Methana, Santorini y Nisyros) que se extiende desde los Alpes Diátricos hasta los Tántidos Turcos.



Figura 1 - Movimiento de Placas que afecta a la tectónica activa en el área del Egeo y alrededores (Papazachos and Papazachos, 1997)

La mayor parte de la sísmica poco profunda (h=60 km) está distribuida en dos amplios cinturones sísmicos que se unen en las islas Jónicas. El primero sigue el área costera del sur y el oeste (Rodas Creta, sur del Peloponeso, islas Jónicas griegas, oeste de Albania) y el segundo tiene una tendencia NE-SO (noroeste de Anatolia, norte del Egeo, área central de las islas Jónicas griegas). Esta distribución hace que la sísmica superficial más importante se encuentre en las islas Jónicas.

La actividad sísmica de profundidad intermedia (60-180 km) se localiza en la zona de Benioff, bajo la parte cóncava del arco Helénico. La parte más activa de esta zona corresponde a 60-100 km donde los sismos alcanzan magnitudes de 6.0. La sísmica aumenta de la parte cóncava a la cóncava del arco y luego decrece de nuevo en la parte profunda (100-180 km).

La primera parte del análisis consistió en estudiar la variación de  $Q_c$  en cada estación para las 6 combinaciones resultantes de considerar 3 longitudes de la ventana de coda analizada (10, 20 y 30s) y dos comienzos diferentes para esta ventana ( $t = 1.5s$  y  $t = 2s$ ). El análisis se llevó a cabo utilizando el modelo de Single Back-Scattering (Ali y Chouet 1973) y la variación con la frecuencia se estudió en cada caso utilizando un filtro pasa banda centrado en las frecuencias 1.5, 3, 5, 7 y 9 Hz, más tarde se ajustaron los resultados a la expresión  $Q_c = Q_0 \cdot f^{-1}$ . El análisis mostró que los resultados más estables se obtenían situando el inicio  $t = 2s$  y tomando una ventana de 20s (Pérez, 2000).

### ANÁLISIS Y PROCESADO

Por ello, en el resto del estudio se utilizaron exclusivamente los valores de 20 y 20s para el origen de la coda y la longitud de la ventana, respectivamente.

Con objeto de ofrecer una perspectiva de la distribución espacial de  $Q_c$  se eligieron volúmenes comunes de muestreo para cada evento (Zelt et al., 1999). Este volumen depende del momento del lapso de tiempo considerado. Los dispersores más alejados del foco que intervienen en el proceso de generación de ondas coda se sitúan sobre la superficie de un elipsoide de revolución cuyos focos son la fuente y la estación (Pulli, 1984).

El semieje mayor viene dado por  $a = \sqrt{2}$  y el menor por  $a_1 = (a \cdot \sqrt{R^2/4})^{1/2}$ , siendo R la distancia fuente-estación. El máximo volumen muestreado puede ser determinado tomando como t el tiempo final de la ventana de la coda. En el caso de que los elipsoides estudiados sean prácticamente esféricos ( $a_1/a_2 \approx 1$ ) la máxima profundidad mostrada es  $z_{max} = h$ , donde h es la profundidad del sismo (Havskov et al., 1989). Hay que señalar que en nuestro caso todos los sismos satisficieron esta condición y además la mayoría tenían una profundidad hipocentral menor que 10km.

Se intentó que el volumen muestreado por los eventos fuera lo menor posible para que la mayor parte correspondiera a la corteza, manteniéndose al mismo tiempo un número suficiente de sismos con objeto de que el resultado pudiera ser significativo. El valor óptimo entre estas dos condiciones se encontró para  $a_2 \approx 100$ km. Como para todos los sismos analizados se verificó  $a_1 \approx a_2$ , el elipsoide se aproxima a una esfera con la estación y el foco coincidiendo en su centro. Este resultado respalda el uso del modelo de Single Back-Scattering.

### RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Estación	$Q_c$ (n=20)		$Q_c$ (n=30)		$Q_c$ (n=40)		$Q_c$ (n=50)		$Q_c$ (n=60)	
	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$
ARG	71±12(4)	0.84±.032(4)	77±6(2)	0.89±.032(2)	71±5(4)	0.96±.033(4)	83±7(5)	0.89±.032(5)	82±14	0.89±.032
ITM	71±10(3)	0.64±.033(3)	83±7(2)	0.64±.032(2)	92±7(4)	0.63±.032(4)	97±7(3)	0.61±.032(3)	99±8	0.61±.032
JAN	92±10(3)	0.71±.032(3)	92±10(2)	0.71±.032(2)	69±14(7)	0.71±.032(7)	67±14(2)	0.72±.032(2)	67±4	0.71±.032
KZN	92±7(3)	0.68±.032(3)	92±7(2)	0.68±.032(2)	68±10(4)	0.67±.032(4)	67±9(3)	0.68±.032(3)	67±9	0.63±.032
NIS	69±12(2)	0.73±.032(2)	71±5(2)	0.87±.032(2)	72±3(3)	0.83±.032(3)	76±2(4)	0.89±.032(4)	76±2	0.89±.032
PLG	69±14(2)	0.77±.032(2)	68±11(2)	0.78±.032(2)	71±5(3)	0.74±.032(3)	71±5(4)	0.73±.032(4)	71±5	0.73±.032
PRK	92±7(2)	0.91±.032(2)	82±5(2)	0.81±.032(2)	87±6(4)	0.79±.032(4)	87±7(3)	0.81±.032(3)	91±8	0.81±.032
VLS	76±11(2)	0.68±.032(2)	76±11(2)	0.78±.032(2)	79±11(2)	0.79±.032(2)	76±11(2)	0.81±.032(2)	76±2	0.82±.032

Tabla 2 - Valores de  $Q_0$  y  $n$  para distintos valores del parámetro  $a_2$ .

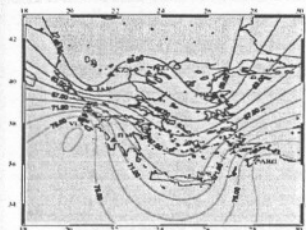


Figura 3 - Campo de  $Q_c$  en Grecia,  $a_2 \approx 100$  km. Vista geográfica.

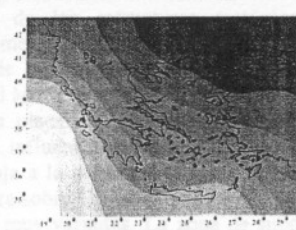


Figura 4 - Variación geográfica de los valores de  $Q_c$  para terremotos superficiales en Grecia y alrededores (Papazachos y Papazachos, 1997).

★ Aunque las variaciones espaciales obtenidas para  $a_2 \approx 100$ km (Figura 3) no son muy importantes se pueden señalar algunos rasgos significativos:  
 -La distribución espacial respalda la forma del arco de subducción y señala más atenuación en la zona cóncava que en la convexa.  
 -Variación espacial más acusada en la zona de las islas Jónicas, área de mayor actividad sísmica y zona de confluencia de distintos regímenes tectónicos  
 -Ligera tendencia S-N en el incremento de la atenuación.  
 -Similitud con la variación geográfica de b para los terremotos superficiales en la zona, dada por Papazachos y Papazachos (1997) (Figura 4). Este resultado señala que los valores de  $Q_c$  tienden a disminuir en las zonas en las que los esfuerzos tectónicos son más elevados.

★ En cuanto a la profundidad muestreada fue notable el aumento de  $Q_c$  medida que aumenta la profundidad de la zona considerada (Tabla 2). Esto supone que los valores correspondientes sólo a la corteza deben ser muy pequeños.

★ Sería deseable utilizar datos obtenidos en una estación situada en el interior del Arco Volcánico, así como correlacionar la distribución espacial obtenida con la de otros parámetros geofísicos.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de una elevada atenuación sísmica en la zona.

Los valores de la Tabla 2 son, en general, coherentes con los obtenidos en estudios anteriores cuando la comparación es posible por haberse realizado en circunstancias similares:

-Hatzidimitriou (1993), utilizando un lapso de tiempo comparable, obtuvo para la zona de la estación PLG valores de  $Q_0 = 60$  y  $n = 0.79$ , muy similares a los alcanzados en este trabajo. La semejanza para  $Q_0$  todavía mayor cuando se considera  $a_2 \approx 100$ km.

-En el caso de Kozani (KZN) también existe coherencia, dentro del margen de error, con los resultados de Baskoutas et al., (1998) para la ventana de 20s.

-Para el Peloponeso y con una longitud de ventana desconocida para nosotros, Martin (1988) señala valores de  $Q_0 = 73$  y  $n = 0.95$  que difieren claramente de los obtenidos en este trabajo para la estación de ITM cuando se consideran en el estudio todos los sismos. Sin embargo, el valor indicado de  $Q_0$  coincide completamente con el dado en la distribución espacial para un volumen muestreado de  $a_2 \approx 100$ km.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de las investigaciones desarrolladas en el marco de un proyecto subvencionado por la Comisión Mixta de Cooperación Científico-Técnica entre Grecia y España. Los autores agradecen a Arantxa Ugalde las facilidades dadas para el uso de sus programas informáticos.

### REFERENCIAS

Ali, K. y B. Chouet (1973): "Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects", *Journal of Geophysical Research*, **78**, 3322-3332.  
 Baskoutas, I. (1993): "Contribution to the study of the attenuation of seismic coda in central Greece", Ph.D. Thesis, University of Athens, 246 pp.  
 Baskoutas, I., K. Makropoulos and H. Sato (1995): "Main free path for S-wave scattering under central Greece", *Bull. of Geof. Inst. of Ath.*, **148**, 73-80.  
 Baskoutas, I. (1996): "Dependence of coda attenuation on frequency and base line in central Greece", *Proc. Appl. Geophys.*, **147**, 3.  
 Hatzidimitriou, P. (1993): "Attenuation of coda waves in northern Greece", *Geophys.*, **148**, 63-78.  
 Hatzidimitriou, P.M. (1995): "S-wave attenuation in the east in northern Greece", *Bull. Geom. Soc. Am.*, **96**, 1381-1387.  
 Havskov, J., S. Malin, D. McGlash and R. Crosson (1989): "Coda Q for the state of Washington", *Bull. Geom. Soc. Am.*, **79**, 4, 1029-1038.  
 Martin, C. (1988): "Géométrie et cinématique de la subduction Egeenne, structure en vannes et un extension sous le Peloponèse", Thesis (Univ. Joseph Fourier, Grenoble).  
 Papazachos, B. and C. Papazachos (1997): "The Earthquake of Greece", Editions Ziti Thessaloniki.  
 Papazachos, B., Ch.A. Papazachos, C. Papazachos and A.S. Serradell (1997): "Atlas of isoseismal maps for strong (M > 5) shallow (h < 60 km) earthquakes in Greece and surrounding area 1950-1999", *Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki*, **4**, 187 pp.  
 Pérez, A.C. (2000): "Atenuación de ondas Coda en Grecia", Trabajo de Investigación dentro del programa de Doctorado de Geofísica, Geología y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 109 pp.  
 Pulli, J.J. (1984): "Attenuation of coda waves in New England", *Bull. Geom. Soc. Am.*, **74**, 4, 1149-1166.  
 Tselenis, G.A., J. Daskalopoulou and C. Makropoulos (1988): "On the frequency dependence of  $Q_c$  in the Kalamata (South Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake", *Tectonophysics*, **152**, 15-19.  
 Tselenis, G.A. (1997): "Evidence for stability in coda Q associated with the Egean extensional tectonics of 15 June 1995", *Bull. Geom. Soc. Am.*, **87**, 6, 1676-1684.  
 Ugalde, A., L. Pujales y J.A. Casas (1997): "Las ondas de coda como extendiéndose de la atenuación sísmica en la localidad de Almorogues (Islas Baleares)", *Memoria de Geofísica I.G.N.*  
 Zelt, B.C., N.T. Dowd, R.M. Ellis and G.C. Rogers (1999): "Coda Q in southwestern British Columbia, Canada", *Bull. Geom. Soc. Am.*, **89**, 4, 1083-1093.

# Distribución del factor de calidad $Q_c$ en Grecia

## Quality factor, $Q_c$ , distribution in Greece

M. Herraiz<sup>(1)</sup> A.C. Pérez<sup>(1)</sup> I. Baskoutas<sup>(2)</sup> J.V. Cantavella<sup>(1)</sup> I. Kalogeras<sup>(2)</sup> O. Vadillo<sup>(1)</sup> G. Panopoulou<sup>(2)</sup> L. Lozano<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, mherraiz@fis.ucm.es

<sup>(2)</sup> National Observatory of Athens, P.O. Box 20048 118 10 Athens i.basko@egelados.gein.noa.gr

### SUMMARY

Coda decay rates of 538 vertical components corresponding to local earthquakes occurred in Greece in 1998 and 1999 are used to deduce the coda quality factor ( $Q_c$ ) characteristics in the Hellenic area. The seismograms have been selected from a broader sample of 776 records obtained at 8 stations of the National Seismographic Network operated by the Institute of Geodynamics of the National Observatory of Athens. Earthquake magnitudes range from 2.5 to 4.0; epicentral distances and depths are smaller than 100 km and 40 km, respectively. Using the Single Back-Scattering model, the dependence of  $Q_c$  on frequencies between 1 and 10 Hz has been investigated at each station and the usual  $Q_c = Q_0 f^n$  relationships have been deduced. The spatial distribution of  $Q_0$  has been drawn using waves that sample approximately equivalent ellipsoidal volumes with semiminor axis up to 100 km. The corresponding map shows a decreasing trend in S-N direction.

### 1. INTRODUCCIÓN

A pesar de sus limitaciones teóricas, el análisis de ondas de coda se ha consolidado como un método eficaz para evaluar el factor de calidad sísmica de una zona. Sin embargo, la influencia que algunos parámetros (longitud de la ventana, selección del inicio de la coda, etc), ejercen sobre los resultados obliga a utilizar procedimientos bien definidos y a ser cautelosos si se desea comparar valores obtenidos por diferentes autores. En este sentido, la distribución espacial de  $Q$  en una zona extensa sólo puede evaluarse aplicando una metodología única a un conjunto uniforme de datos, no siendo válida la yuxtaposición de resultados obtenidos bajo distintas condiciones de análisis. Este ha sido el planteamiento básico del trabajo desarrollado para analizar la distribución espacial de  $Q_c$  (factor  $Q$  estimado a partir de ondas coda) en el territorio Helénico, área para la que ya existían numerosos estudios pero realizados, sin embargo, en zonas reducidas y con metodologías diferentes (p.e. Martin, 1988, Tselentis et al., 1988, Baskoutas, 1993; 1996; Hatzidimitriou, 1993; 1995; Baskoutas et al., 1995; Tselentis, 1997). Con objeto de asegurar la uniformidad se han elegido datos obtenidos por estaciones semejantes y se han aplicado siempre unas mismas condiciones de procesado. Se ha elegido el modelo Single Back-Scattering por ser el más utilizado (lo que facilita la comparación con otros estudios realizados en zonas concretas) y porque proporciona buenos resultados. Para obtener una distribución espacial adecuada se ha procurado que las estaciones de registro estuviesen repartidas homogéneamente por el área de estudio. El análisis se llevó a cabo utilizando 538 señales de sismos locales ocurridos en 1998 y 1999, registrados en 8 estaciones de la Red Sísmica Nacional de Grecia (Pérez, 2000) y procesadas utilizando programas adaptados de Ugalde et al. (1997). Un análisis semejante ha sido llevado a cabo utilizando parte de esta muestra y algunos datos del año 2000, y aplicando el programa CODAQ de Havskov et al. (1989). Los resultados han sido, en conjunto, coincidentes.

### 2. MARCO SISMOTECTÓNICO

La zona de estudio es la que tiene más actividad sísmica del área mediterránea y posee una de las estructuras tectónicas más complejas (Figura 1). Básicamente es una zona de convergencia en dirección NS de las placas de Euroasia y Africa bajo la forma de subducción en la parte Sur del Mar Egeo y de colisión continental en la zona Oeste (límite de las placas de Euroasia y Apulia). Esta situación se complica con la influencia de la placa de Arabia que moviéndose hacia el N empuja a la de Anatolia hacia el Oeste. La presión ejercida de esta manera sobre Grecia provoca deformaciones y fracturas de características muy variadas. La zona de subducción produce un Arco Volcánico con 3 centros activos (Methana,

Santorini y Nisyros) que se extiende desde los Alpes Dináricos hasta los Táurides Turcos.

La mayor parte de la sismicidad poco profunda ( $h < 60$  km) está distribuida en dos amplios cinturones sísmicos que se unen en las islas Jónicas. El primero sigue el área costera del sur y el oeste (Rodas, Creta, sur del Peloponeso, islas Jónicas griegas, oeste de Albania) y el segundo tiene una tendencia NE-SO (noroeste de Anatolia, norte del Egeo, área central de las islas Jónicas griegas). Esta distribución hace que la sismicidad superficial más importante se encuentre en las islas Jónicas.

La actividad sísmica de profundidad intermedia (60-180 km) se localiza en la zona de Benioff, bajo la parte cóncava del arco Helénico. La parte más activa de esta zona corresponde a 60-100 km donde los sismos alcanzan magnitudes de 8.0. La sismicidad aumenta de la parte convexa a la cóncava del arco y luego decrece de nuevo en la parte profunda (100-180 km).

Los períodos de retorno estimados son del orden de 0.05 años para un terremoto de magnitud 5.0; 5.8 años para uno de magnitud 7.0 y 70 años para uno de 7.5 (Papazachos y Papazachou, 1997).

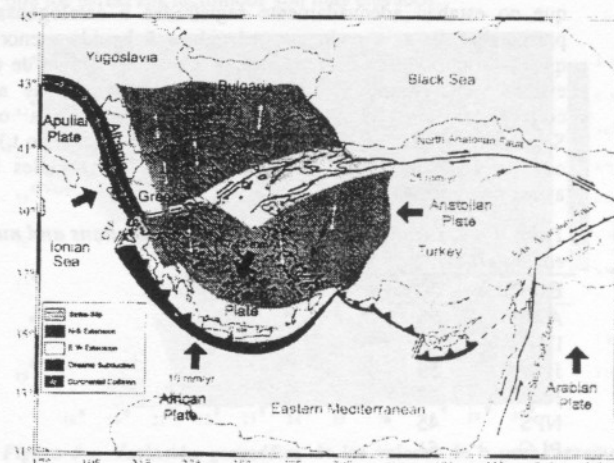


Figura 1 - Movimiento de Placas que afecta a la tectónica activa en el área del Egeo y alrededores (Papazachos y Papazachou, 1997). (Plate motion that affects active tectonic in Aegean area and surroundings (Papazachos and Papazachou, 1997))

### 3. DATOS

El conjunto de partida de datos estaba formado por 776 componentes verticales obtenidas en 8 estaciones de la Red Sísmica Nacional de Grecia (Figura 2). Estos registros correspondían a



terremotos locales con magnitud comprendida entre 2.5 y 4.0 y profundidad menor que 40km. Todas las distancias epicentrales eran inferiores a 100km (Figura 2). Los registros de 1998 correspondían a sismómetros convencionales de 1 Hz de frecuencia propia y los de 1999 a sismómetros de banda ancha. En ambos casos la frecuencia de muestreo es de 50 muestras/s.

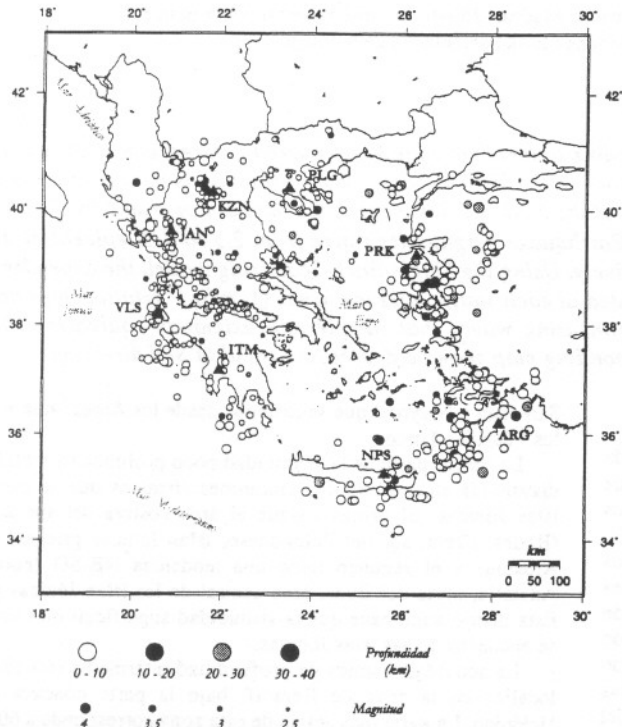


Figura 2 – Mapa epicentral. Localización de las estaciones (triángulos) y sismos objeto de estudio. (Epicentral map. Stations location (triangles) and studied earthquakes)

En primer lugar los sismogramas fueron inspeccionados visualmente y cotejados con el catálogo para determinar posibles errores en su registro. De este modo se eliminaron todas las señales que no estaban adecuadamente registradas o catalogadas o que presentaban para la coda una relación señal-ruido menor que 2, quedando un total de 538 registros (Tabla 1). El nivel de ruido se evaluó considerando el valor medio del espectro de amplitud correspondiente a los 10 segundos previos a la onda P. Seguidamente se localizó la llegada de la fase S (tiempo  $t_s$ ) para lo cual la disponibilidad de las componentes horizontales fue una ayuda importante.

Tabla 1 – Estaciones y número de sismos (Stations and number of earthquakes)

Estación	Nº de Eventos
ARG	55
ITM	74
JAN	53
KZN	63
NPS	45
PLG	51
PRK	79
VLS	118

#### 4. ANÁLISIS Y RESULTADOS

La primera parte del análisis consistió en estudiar la variación de  $Q$  en cada estación para las 6 combinaciones resultantes de considerar 3 tipos de ventana (10, 20 y 30s) y dos comienzos diferentes para la coda ( $t = 1.5t_s$  y  $t = 2t_s$ ). El análisis se llevó a cabo utilizando el modelo de Single Back-Scattering (Aki y Chouet, 1975) y la variación con la frecuencia se estudió en cada caso

utilizando un filtro pasabanda centrado en las frecuencias 1.5, 3, 5, 7 y 9 Hz. El análisis mostró que los resultados más estables se obtenían situando el inicio en  $t = 2t_s$  y tomando una ventana de 20s (Pérez, 2000). El uso de tramos de coda más próximos a  $t_s$  tendía a proporcionar valores de  $Q$  menos estables, bien porque el tiempo de inicio era menor o bien porque la ventana elegida era más corta. La elección del origen de la coda en  $t = 1.5t_s$  no parecía eliminar suficientemente la contaminación de fases S y el uso de una ventana de 30s se traducía en valores de  $Q_0$  sistemáticamente elevados. Por ello, en el resto del estudio se utilizaron exclusivamente los valores de  $2t_s$  y 20s para el origen de la coda y la longitud de la ventana, respectivamente. La Tabla 2 lista los resultados para  $Q_0$  (valor de  $Q_c$  para 1 Hz) y  $n$  correspondientes a la relación

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (1)$$

obtenidos para cada estación y bajo las condiciones indicadas.

Esta primera fase del análisis proporcionó estimaciones locales de  $Q_c$ ,  $Q_0$  y  $n$  que en algunos casos (aquellos en los que el procedimiento seguido sea similar) podrán ser comparadas con las obtenidas por otros autores (Tabla 2).

Tabla 2 – Valores de  $Q_0$  y  $n$  ( $Q_0$  and  $n$  values)

Estación	$Q_0$	$n$
ARG	83±14	0.89±8E-2
ITM	99±8	0.63±5E-2
JAN	67±4	0.71±5E-2
KZN	67±9	0.63±9E-2
NPS	76±2	0.89±2E-2
PLG	71±5	0.73±6E-2
PRK	91±8	0.80±6E-2
VLS	78±2	0.82±2E-2

Con objeto de ofrecer una perspectiva de la distribución espacial de  $Q_0$  se eligieron volúmenes comunes de muestreo para cada evento (Zelt et al., 1999). Este volumen depende lógicamente del lapso de tiempo considerado  $t$ . Los dispersores más alejados del foco que intervienen en el proceso de generación de ondas coda se sitúan sobre la superficie de un elipsoide de revolución cuya proyección viene definida por la elipse:

$$\frac{x^2}{(v_s t/2)^2} + \frac{y^2}{(v_s t/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (2)$$

cuyos focos son la fuente y la estación (Pulli, 1984). En esta expresión  $v_s$  es la velocidad de las ondas S,  $t$  el lapso de tiempo y  $R$  la distancia fuente-estación. El semieje mayor viene dado por  $a_1 = v_s t/2$  y el menor por  $a_2 = (a_1^2 - R^2/4)^{1/2}$ . El máximo volumen muestreado puede ser determinado tomando como  $t$  el tiempo final de la ventana de la coda. En el caso de que los elipsoides estudiados sean prácticamente esféricos ( $a_1/a_2 = 1$ ) la máxima profundidad muestreada es  $z_{max} = a_2 + h$ , donde  $h$  es la profundidad del sismo (Havskov et al., 1989). Hay que señalar que en nuestro caso todos los sismos satisfacían esta condición y además la mayoría tenían una profundidad hipocentral menor que 10km.

Los valores elegidos para  $v_s$  han sido los utilizados por el Instituto de Geodinámica del Observatorio Nacional de Atenas en los cálculos de localización hipocentral:

$$h \leq 15 \text{ km} \Rightarrow v_s = 3.47 \text{ km/s}$$

$$15 < h \leq 40 \text{ km} \Rightarrow v_s = 3.90 \text{ km/s}$$

Se intentó que el volumen muestreado por los eventos fuera lo menor posible para que la mayor parte correspondiera a la corteza, manteniéndose al mismo tiempo un número suficiente de sismos con objeto de que el resultado pudiera ser significativo. El valor óptimo entre estas dos condiciones se encontró para  $a_2 \leq 100$ km. Aunque el número de sismos por estación (valores entre paréntesis en Tabla 3) se redujo drásticamente, puede considerarse en general suficiente. Como para todos los sismos analizados se verifica  $a_1/a_2 = 1$ , el elipsoide se aproxima a una esfera con la estación y el foco coincidiendo en su centro. Este resultado respalda el uso del modelo de Single Back-Scattering.

Las Figuras 3 y 4 representan el campo de  $Q_0$  obtenido. Hay que señalar que teniendo en cuenta los datos empleados y el valor de  $a_2$

elegido, los resultados reflejan información sobre la corteza y la parte superior del manto.

Tabla 3 – Valores de  $Q_0$  y  $n$  para distintos valores del parámetro  $a_2$ . ( $Q_0$  and  $n$  values for different values of  $a_2$  parameter)

Estación	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$
	( $a_2 \leq 100$ km)	( $a_2 \leq 100$ km)	( $a_2 \leq 130$ km)	( $a_2 \leq 130$ km)	( $a_2 \leq 160$ km)	( $a_2 \leq 160$ km)	( $a_2 \leq 190$ km)	( $a_2 \leq 190$ km)
ARG	77±12 (4)	0.84±7E-2 (4)	77±6 (21)	0.89±6E-2 (21)	71±5 (41)	0.945±1E-3 (41)	83±7 (54)	0.89±8E-2 (54)
ITM	71±10 (9)	0.644±1E-3 (9)	83±7 (24)	0.64±7E-2 (24)	92±7 (48)	0.63±4E-2 (48)	97±7 (69)	0.63±5E-2 (69)
JAN	59±3 (31)	0.71±5E-2 (31)	59±3 (42)	0.75±5E-2 (42)	63±4 (47)	0.74±5E-2 (47)	67±4 (52)	0.72±5E-2 (52)
KZN	59±7 (19)	0.68±7E-2 (19)	59±7 (21)	0.68±7E-2 (21)	63±8 (34)	0.67±8E-2 (34)	67±9 (55)	0.63±8E-2 (55)
NPS	69±4 (12)	0.77±3E-2 (12)	71±5 (23)	0.87±5E-2 (23)	72±3 (36)	0.90±3E-2 (36)	76±2 (41)	0.89±2E-2 (41)
PLG	60±2 (14)	0.77±2E-2 (14)	63±1 (25)	0.760±9E-3 (25)	71±5 (38)	0.74±5E-2 (38)	71±5 (45)	0.73±6E-2 (45)
PRK	59±7 (12)	0.91±8E-2 (12)	82±5 (31)	0.81±4E-2 (31)	87±6 (42)	0.79±4E-2 (42)	87±7 (68)	0.81±5E-2 (68)
VLS	76±3 (21)	0.68±2E-2 (21)	76±2 (42)	0.78±1E-2 (42)	79±3 (75)	0.79±2E-2 (75)	76±2 (102)	0.83±2E-2 (102)

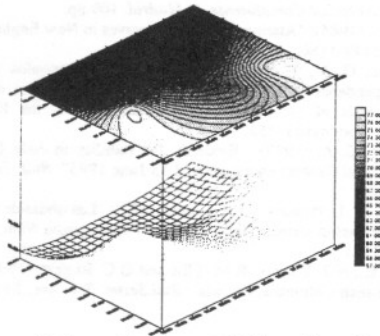


Figura 3 – Campo de  $Q_0$  en Grecia.  $a_2 \leq 100$  km. Vista 3D. ( $Q_0$  field in Greece.  $a_2 \leq 100$  km. 3D view)

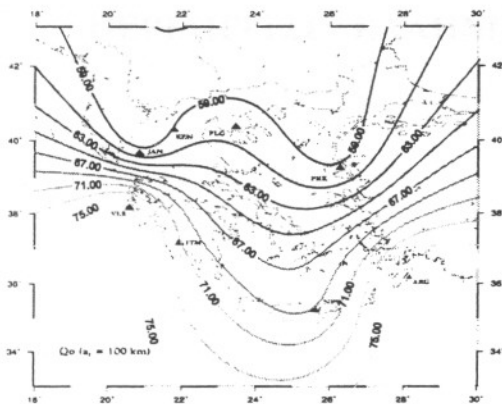


Figura 4 – Campo de  $Q_0$  en Grecia.  $a_2 \leq 100$  km. Vista geográfica. ( $Q_0$  field in Greece.  $a_2 \leq 100$  km. Geographical view)

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de una elevada atenuación sísmica en la zona. Los valores de la Tabla 2, que resumen la información obtenida con todos los sismos registrados en cada una de las estaciones sin establecer ninguna restricción por el volumen muestreado, son, en general, coherentes con los obtenidos en estudios anteriores cuando la comparación es posible por haberse realizado en circunstancias similares. Así, Hatzidimitriou (1993), utilizando un lapso de tiempo de 15-30s, obtuvo para el norte de Grecia valores de  $Q_0 = 60$  y  $n = 0.79$  que son muy similares a los alcanzados en este trabajo para la estación PLG, (que es la situada en la misma zona) utilizando una ventana de 20s. La semejanza para  $Q_0$  es todavía mayor cuando se considera la distribución espacial deducida de  $a_2 \leq 100$ km. En el caso de Kozani también existe coherencia, dentro del margen de error, con los resultados de Baskoutas et al., (1998) para la ventana de 20s. Para el

Peloponeso y con una longitud de ventana desconocida para nosotros, Martin (1988) señala valores de  $Q_0 = 73$  y  $n = 0.95$  que difieren claramente de los obtenidos en este trabajo para la estación de ITM situada en la zona, cuando se consideran en el estudio todos los sismos. Sin embargo, el valor indicado de  $Q_0$  coincide completamente con el dado en la distribución espacial para un volumen muestreado de  $a_2 \leq 100$ km (Figura 4). La comparación con los resultados de otros autores es imposible por no conocerse las condiciones del análisis o ser éstas diferentes de las utilizadas en nuestro trabajo.

Aunque las variaciones espaciales obtenidas para  $a_2 \leq 100$ km (Figuras 3 y 4) no son muy importantes y toda la zona presenta bajos valores de  $Q_0$ , se pueden señalar algunos rasgos significativos. Por una parte, la distribución espacial reproduce la forma del arco de subducción y señala más atenuación en la zona cóncava que en la convexa. Es posible apreciar también una variación espacial más acusada en la zona de las islas Jónicas (el área de mayor actividad sísmica y en la que, como se puede ver en la figura 1, confluyen distintos regímenes tectónicos) y una ligera tendencia S-N en el incremento de la atenuación. Esta tendencia guarda una notable similitud con la variación geográfica de  $b$  para los terremotos superficiales en la zona, dada por Papazachos y Papazachou (1997), que indica que los valores de este parámetro decrecen de manera sistemática desde el suroeste al noreste (Figura 5). Este resultado señala que los valores de  $Q_c$  tienden a disminuir en las zonas en las que los esfuerzos tectónicos son más elevados.

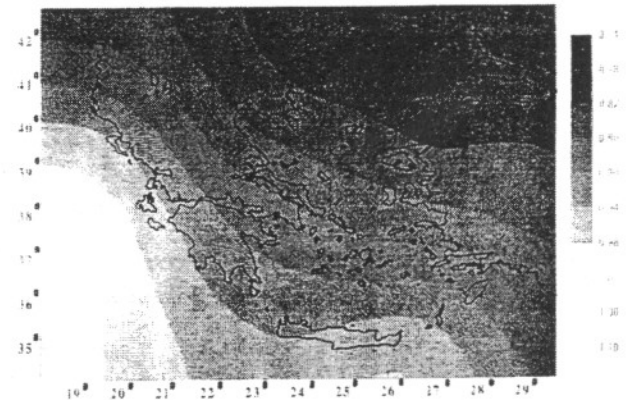


Figura 5 – Variación geográfica de los valores de  $b$  para terremotos superficiales en Grecia y alrededores (Papazachos y Papazachou, 1997). (Geographical variation of  $b$  values for superficial earthquakes in Greece and surroundings (Papazachos y Papazachou, 1997)).

Teniendo en cuenta que todos los valores asignados al semieje  $a_2$  implican el muestreo de la parte superior del manto (lo que contribuye a incrementar los valores de  $Q_c$ ), se puede afirmar que los valores de este parámetro correspondientes sólo a la corteza deben ser muy pequeños. Para confirmarlo de una manera uniforme

para todo el territorio Helénico es necesario disminuir el valor asignado a  $a_2$  (y con ello la contribución del manto) lo que a su vez exige disponer de un número más elevado de registros.

A pesar de que las diferencias son pequeñas, la comparación de los resultados obtenidos para diferentes valores del volumen muestreado (Tabla 3) confirman el incremento de  $Q_0$  a medida que aumenta la profundidad de la zona considerada. Este incremento es ligeramente mayor para las estaciones ITM y PRK. Así mismo, la concordancia de los valores obtenidos para  $Q_0$  en cada estación sin límite en el volumen muestreado (Tabla 2) con los alcanzados para el valor más alto de  $a_2$  expresado en la Tabla 3 (que es la situación más semejante) prueba que, en general, las estimaciones de la atenuación mediante el análisis de ondas de coda corresponden realmente a la corteza y a la parte superior del manto.

Finalmente cabe señalar que parece muy conveniente utilizar datos obtenidos en una estación situada en el interior del Arco Volcánico, así como correlacionar la distribución espacial obtenida con la de otros parámetros geofísicos.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de las investigaciones desarrolladas en el marco de un proyecto subvencionado por la Comisión Mixta de Cooperación Científico-Técnica entre Grecia y España. Los autores agradecen a Arantza Ugalde las facilidades dadas para el uso de sus programas informáticos.

## 7. REFERENCIAS

- Aki, K. y B. Chouet (1975): "Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects". *Journal of Geophysical Research*, **80**, 23, 3322-3342.
- Baskoutas, I. (1993): "Contribution on the study of the attenuation of seismic coda in central Greece". *Ph.D Thesis, University of Athens*, 246 pp.
- Baskoutas, I., K. Makropoulos and H. Sato (1995): "Mean free path for S-wave scattering under central Greece". *Boll. di Geof. Teor. ed Appl.*, **145**, 73-80.
- Baskoutas, I. (1996): "Dependence of coda attenuation on frequency and lapse time in central Greece". *Pure Appl. Geophys.*, **147**, 3.
- Hatzidimitriou, P. (1993): "Attenuation of coda waves in northern Greece". *Pageoph.*, **140**, 63-78.
- Hatzidimitriou, P.M. (1995): "S-wave attenuation in the crust in northern Greece". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 5, 1381-1387.
- Havskov, J., S. Malone, D. McClurg and R. Crosson (1989): "Coda Q for the state of Washington". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 4, 1024-1038.
- Martin, C. (1988): "Geometrie et cinématique de la subduction Egeenne; structure en vitesse et en atténuation sous le Peloponnese". *These Univ. Joseph Fourier, Grenoble*.
- Papazachos, B. and C. Papazachou (1997): "The Earthquakes of Greece". *Editions Ziti, Thessaloniki*.
- Papazachos, B., Ch.A. Papaioannou, C. Papazachos and A.S. Savvaidis (1997): "Atlas of isoseismal maps for strong ( $M \geq 5$ ) shallow ( $h < 60$  km) earthquakes in Greece and surrounding area 426 BC-1995". *Geophys. Lab., Univ. of Thessaloniki*, **4**, 187 pp.
- Pérez, A.C. (2000): "Atenuación de ondas Coda en Grecia". *Trabajo de Investigación dentro del programa de Doctorado de Geodesia, Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid*, 109 pp.
- Pulli, J.J. (1984): "Attenuation of coda waves in New England". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 4, 1149-1166.
- Tselentis, G.-A., J. Drakopoulos and C. Makropoulos (1988): "On the frequency dependence of Q in the Kalamata (South Greece) region as obtained from the analysis of the coda of the aftershocks of the Kalamata 1986 earthquake". *Tectonophysics*, **152**, 157-159.
- Tselentis, G.-A. (1997): "Evidence for stability in coda Q associated with the Egion (central Greece) earthquake of 15 June 1995". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 6, 1679-1684.
- Ugalde, A., L. Pujades and J.A. Canas (1997): "Las ondas de coda como estimadores de la atenuación sísmica en la litosfera". *Monografía Núm. 13. Ministerio de Fomento. I.G.N.*
- Zelt, B.C., N.T. Dotzev, R.M. Ellis and G.C. Rogers. (1999): "Coda Q in southwestern British Columbia, Canada". *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 4, 1083-1093.